

杨成芳,姜鹏,张少林,等. 2013. 山东冬半年降水相态的温度特征统计分析. 气象, 39(3):355-361.

# 山东冬半年降水相态的温度特征统计分析<sup>\* 1</sup>

杨成芳 姜 鹏 张少林 张 磊

山东省气象台, 济南 250031

**提 要:** 采用济南和青岛 1999—2011 年的降水、高空和地面观测资料,研究了山东冬半年降水相态与影响系统的关系及温度垂直变化特征,获得不同降水相态的温度预报指标。结果表明:(1)降水相态变化与影响系统有关,江淮气旋和回流形势产生的大雪以上强降雪存在雨雪转换,低槽冷锋、黄河气旋和切变线(低涡)多产生中雪以下直接降雪。(2)无相态变化的降雪过程一般发生在温度较低、垂直变化单一的条件下,850 hPa 以下各层均有明显温度阈值。(3)有相态转换的降雪过程中,850 和 925 hPa 的温度对于雨、雪、雨夹雪的识别没有明显指示性,1000 hPa 以下的温度最为关键,将 925 hPa 以下各层与地面的温度结合起来判别相态,较使用单一特性层温度更为可靠;冰粒区别于其他降水类型,在温度场上的显著特征为 700 hPa 的温度较高。(4)0℃层高度可用于雨雪转换指标:降雨时 0℃层高于 925 hPa 或在 925 hPa 上下,当 0℃层的高度降至 1000 hPa 上下时转为降雪。(5)雨夹雪和冰粒发生在有雨雪相态转换的降水过程中,为过渡形态,不会单独出现。

**关键词:** 降水相态, 影响系统, 雨雪转换, 温度指标

**中图分类号:** P426

**文献标识码:** A

**doi:** 10. 7519/j. issn. 1000-0526. 2013. 03. 010

## Analysis on Temperature of Precipitation Types in Cold Seasons in Shandong

YANG Chengfang JIANG Peng ZHANG Shaolin ZHANG Lei

Shandong Provincial Meteorological Observatory, Jinan 250031

**Abstract:** This study uses daily observation data in Jinan and Qingdao, Shandong Province during 1999—2011, to reveal associations between the precipitation types and temperatures to determine potential changes of precipitation in cold seasons. The results show that precipitation types are firstly relative with synoptic systems. Jianghuai cyclone and backflow situation weather systems often produce different precipitation types. Cold fronts, Huanghe cyclone and low eddy shear line often lead to snowfalls directly. Pure snowfall occurs in low temperatures and has obvious thresholds below 850 hPa. Temperatures at 850 hPa and 925 hPa are weak clues for identifying rain, snow and sleet in mixed precipitations while temperature below 1000 hPa is very critical. It is better for precipitation type discrimination by combining the temperature in different levels under 925 hPa with surface temperature than the single level temperature. By comparison, ice pellets are highly dependent on the higher temperature in 700 hPa. The height of 0℃ level is good clue for predicting precipitation types. The 0℃ level is higher or near 925 hPa when it rains, but when it descends near 1000 hPa rain converts to snow. There is no pure sleet or ice pellets because they always appear in mixed precepitation types.

**Key words:** precipitation type, impact system, rain and snow conversion, temperature criterion

\* 国家自然科学基金(41175044)和山东省气象局重点课题(2010sdqxz10)共同资助

2012 年 4 月 6 日收稿; 2012 年 6 月 26 日收修定稿

第一作者:杨成芳,主要从事降雪及新资料应用研究. Email: cf\_yang70@hotmail.com

## 引言

相态是冬季降水预报中的重要要素之一,相态判断准确与否往往决定一次降水过程预报服务的成败。同样的降水量不同的相态产生的影响有显著差异。9 mm 的降水,如果降水性质为液态,则为小雨,影响很小,若降水性质为固态,则成为大到暴雪,属于灾害性天气。降水的相态类型取决于特定的大气条件,包括热力、水汽分布、垂直运动、云和冰核分布等。国外侧重于温度垂直廓线和厚度对降水相态的影响。一些研究认为,温度垂直廓线对降水类型起主导作用(Bocchieri,1980; Czys et al,1996)。有时候,温度仅变化  $1^{\circ}\text{C}$  就足以使得降水相态发生转变。Pierre(2000)的研究给出了不同降水类型和典型的温度廓线关系,其实质为降水相态取决于温度厚度。他认为,如果高空大于  $0^{\circ}\text{C}$  的暖层很薄,降水形态就是雪,如果冷层薄,则可能会雨雪共存,为雨夹雪。各层温度都在  $0^{\circ}\text{C}$  以下,则通常是下雪,但有时可能下冻结的毛毛雨(Huffman et al, 1988)。在降水相态客观预报方法中(Joseph, 1980),则考虑了包含垂直层的温度差、湿球温度、风场等 36 个预报因子来建立回归方程。近年来,北美的预报业务中广泛采用位势厚度预报降水类型(Paul et al, 1992)。我国对降水相态的判别一般依赖于特性层的温度。各地通过个例研究总结出降水相态的温度特征(李江波等,2009;郑婧等,2010;曹刚锋等,1988;孙欣等,2011;漆梁波等,2012),涉及对流层中低层的不同层次。李江波等(2009)通过 7 次雨雪转换过程统计得出以下结论,当  $0^{\circ}\text{C}$  层高度下降到 950 hPa 以下、地面气温在  $0^{\circ}\text{C}$  上下、925 hPa 温度  $\leq -2^{\circ}\text{C}$ 、1000 hPa 温度  $\leq 2^{\circ}\text{C}$ ,降水将从雨逐渐向雨夹雪到雪转变。郑婧等(2010)认为江西的大雪发生区域,80%以上的样本满足 1000 hPa 温度  $< 1^{\circ}\text{C}$ , 925~850 hPa 温度  $\leq -2^{\circ}\text{C}$ ,700 hPa 温度  $\leq 0^{\circ}\text{C}$  的规律。曹钢锋等(1988)曾利用山东 1971—1979 年的资料统计认为当济南 850 hPa 的温度  $\geq -2^{\circ}\text{C}$  时,降雨的可能性为 94%, $\leq -5^{\circ}\text{C}$  时降雪的可能性为 100%,在  $-4\sim -3^{\circ}\text{C}$  之间可能降雨也可能降雪。孙欣等(2011)认为地面降水的相态是由云系的高低与下落过程中的层结状态、温度垂直结构及低层锋区位置决定的。漆梁波等(2012)的研究开始关注厚度,给出了我国东部冬半年降水相态温度和厚度的

综合识别指标,为降水相态的研究和预报业务开拓了新思路。各地总结出的指标在预报业务中发挥了重要作用,按照这些指标,可以准确预报出多数降水过程的相态。

从以上研究可以看出,各地降水相态的温度预报指标不一而足,可能和地域差异有关,有必要深入开展本地的降水相态温度预报指标研究。就山东而言,近年来出现的一些降水过程对传统的温度预报指标提出挑战。例如,2010 年 2 月 28 日 20 时青岛 850 hPa 的温度为  $-8^{\circ}\text{C}$ ,降水性质仍为降雨。这就使得我们思考,仅使用单一特性层温度作为预报指标是否具有局限性?为什么多数情况下 850 hPa 为  $-4^{\circ}\text{C}$  的温度阈值指标适用,而有些个例却难以奏效?适用的个例和特殊的个例各有什么特点?实际业务中还发现,相态预报失误的降雪过程多产生在回流形势或江淮气旋系统影响下,其温度有时候不符合传统阈值。那么,降水相态是否与影响系统有关?基于这些问题,本文采用近 13 年的观测资料针对山东的降水相态条件开展较深入研究,从影响系统和温度的垂直变化两个方面探索预报指标,为降水相态预报提供参考。

## 1 资料与分析方法

本文使用了山东济南和青岛两个测站 1999—2011 年 11 月至次年 3 月的探空和地面实测资料,均为业务常用资料。其中,探空资料包括 08 和 20 时两个时次的 700、850、925 和 1000 hPa 4 个层次,地面资料包括每天 8 个时次:02、05、08、11、14、17、20 和 23 时。

统计时,首先普查每天 3 h 间隔的地面天气图,记录每个观测时次的降水天气现象(雨、雪、雨夹雪、米雪或冰粒),只要一天中有一个时次天气现象出现雪、米雪或雨夹雪,就将其列为降雪日。统计降雪日各层温度时,地面图上首次出现降雪时刻的温度作为降雪的地面温度,转雪前一降雨时刻的温度为雨转雪过程降雨的地面温度;高空的温度按照就近原则,如果正好发生在 08 或 20 时,则统计该时刻各层的温度,否则以降雪发生之后最近探空时刻的各层温度作为降雪的高空温度,转雪之前最近探空时刻的各层温度为雨转雪过程降雨的高空温度。温度均四舍五入取整。700、850、925、1000 hPa 和地面的温度分别表示为  $T_{700}$ 、 $T_{850}$ 、 $T_{925}$ 、 $T_{1000}$  和  $T_{\text{地面}}$ 。 $T_{700}$

只在分析冰粒温度特征时使用。

## 2 影响系统与降水相态的关系

统计表明,山东降雪过程分为两类,一类为直接降雪过程,是指降雪过程开始有降水发生时就直接降雪,期间无相态变化;另一类为雨雪转换过程,是指降水过程中有相态变化,存在先降雨后转雨夹雪或雪,或者先降雪后转雨,降雪过程中可出现雨、雪、雨夹雪、米雪或冰粒等相态。济南和青岛在1999—2011年11月至次年3月共有300个降雪日,发生在220次过程中,其中有260日为直接降雪,40日存在雨雪转换。济南的雨雪转换过程主要发生在2和11月,青岛则多在1和3月。

为分析冬半年降水相态与影响系统的关系,表1给出了220次降雪过程分量级的降水相态及其影响系统。根据表1分析不同量级降雪的过程。可以看出,11次暴雪(日降水量 $\geq 10$  mm)过程均存在雨雪转换;24次大雪( $5.0$  mm $\leq$ 日降水量 $\leq 9.9$  mm)过程有15次存在雨雪转换,占大雪过程的63%;中雪以下(日降水量 $\leq 4.9$  mm)的一般性降雪过程中,直接降雪占92%。可见不同量级的降雪相态差异很大,暴雪和大部分大雪过程都存在相态变化,中雪以下的一般性降雪过程以直接降雪为主,较少涉及相态转换。另外,9次直接降雪的大雪过程青岛只占两次,其他的都发生在济南,说明降水相态还与地域有关。由于青岛纬度较济南偏南且地处沿海,受南支系统影响更大,温度高导致降雪过程多存在雨雪转换。

从影响系统看,山东冬半年降雪过程的影响系统有:低槽冷锋、回流形势、江淮气旋、黄河气旋和切变线(低涡)。其中,大雪以上强降雪的影响系统以

回流形势和江淮气旋为主,共占66%(23/35),中雪以下的一般性降雪影响系统则低槽冷锋占绝对优势。可见,降雪大小与影响系统有关。220次降雪过程中,江淮气旋均存在雨雪转换,低槽冷锋、黄河气旋和切变线多产生直接降雪,尤其是低槽冷锋直接降雪比例高达89%(119/133)。细分不同量级降雪过程的影响系统和相态,11次暴雪的影响系统有回流形势和江淮气旋两类,均存在雨雪转换。在产生大雪的影响系统中,5次江淮气旋均存在雨雪转换;回流形势大雪的雨雪转换过程占到同类别的71%;切变线(低涡)大雪以直接降雪为主,占80%;低槽冷锋和黄河气旋大雪直接降雪和雨雪转换的比例相当。中雪以下降雪过程的影响系统中,回流形势均产生直接降雪,低槽冷锋、黄河气旋和切变线(低涡)产生的中雪以下降雪多为直接降雪。这是由于江淮气旋和回流形势下的强降雪过程,南支槽强盛,对流层中层存在较强暖湿气流,降水前期中低层通常存在逆温,在降水过程中中层先增暖后降温,从而导致雨雪相态的转变。因此,江淮气旋和回流形势强降雪过程的相态不易把握(李青春等,2011;侯瑞钦等,2011)。而低槽冷锋、回流形势、黄河气旋和切变线产生的弱降雪过程,一般南支槽偏南或偏弱,北支槽或中支槽占主导地位,对流层中层暖湿气流不显著,导致中低层温度低,因此直接产生降雪。

## 3 两类降雪的温度垂直分布特征

### 3.1 所有降雪过程的温度特征

首先来看300个降雪日温度的总体情况。表2给出了这些降雪日降雪时对应各层温度阈值,降雪个例所占的百分比。从中可以看到,在降雪时,90%

表1 1999—2011年两类降雪过程的影响系统

Table 1 Impact systems of two types of snowfall processes from 1999 to 2011

降水量级	降水类型	影响系统					合计
		低槽冷锋	回流	江淮气旋	黄河气旋	切变线(低涡)	
所有降雪	直接降雪	119	36	0	17	8	180
	雨雪转换	14	11	10	3	2	40
暴雪	直接降雪	0	0	0	0	0	0
	雨雪转换	0	6	5	0	0	11
大雪	直接降雪	2*	2	0	1	4*	9
	雨雪转换	3	5	5	1	1	15
中雪以下	直接降雪	117	34	0	16	4	171
	雨雪转换	11	0	0	2	1	14

注:带\*的表示各有1次发生在青岛

表 2 1999—2011 年对应各层温度阈值降雪个例所占的百分率(单位:%)

Table 2 Percentages of snowfall cases in each levels for different temperature thresholds from 1999 to 2011 (unit:%)

温度/℃	≤-4	≤-3	≤-2	≤0	≤1	≥2	≥3	最高温度/℃
$T_{850}$	90	94	99	100	100	0	0	0
$T_{925}$	80	90	95	100	100	0	0	0
$T_{1000}$	48	59	68	91	98	2	0	2
$T_{地面}$	33	41	52	79	92	6	2	3

的个例  $T_{850} \leq -4^\circ\text{C}$ , 90% 的个例  $T_{925} \leq -3^\circ\text{C}$ , 95% 的个例  $T_{925} \leq -2^\circ\text{C}$ , 91% 的个例  $T_{1000} \leq 0^\circ\text{C}$ , 92% 的个例  $T_{地面} \leq 1^\circ\text{C}$ 。这个结果与漆梁波等(2012)采用多个样本统计的结果略有差异,其中  $T_{925} \leq -2^\circ\text{C}$  高出 5%,这可能与所选择代表站的地域差异有关,同时也说明  $T_{925} \leq -2^\circ\text{C}$  是多数情况下判别降雪的一个较为可靠的特性层温度指标。

300 个降雪样本中,产生降雪时各层最高温度:  $T_{850} \leq 0^\circ\text{C}$ ,  $T_{925} \leq 0^\circ\text{C}$ ,  $T_{1000} \leq 2^\circ\text{C}$ ,  $T_{地面} \leq 3^\circ\text{C}$ 。也就是说,如果各层的温度超过这个最高限值,将不会产生降雪。

### 3.2 直接降雪的温度特征

1999—2011 年济南和青岛的直接降雪日数为 260 个,占总日数的 87%,说明冬半年降水以直接降

雪为主。统计发现,直接降雪时,89% 的个例  $T_{850} \leq -5^\circ\text{C}$ , 94% 的个例  $T_{850} \leq -4^\circ\text{C}$ , 93% 的个例  $T_{925} \leq -3^\circ\text{C}$ , 97% 的个例  $T_{925} \leq -2^\circ\text{C}$ , 92% 的个例  $T_{1000} \leq 0^\circ\text{C}$ , 91% 的个例  $T_{地面} \leq 1^\circ\text{C}$ (表 3)。可见,850 hPa 以下各层温度阈值所占比例都在 90% 以上,直接降雪过程在对流层低层的温度场表现出了较高的共性特征,因此各层温度可作为预报指标。将直接降雪日与所有降雪日的温度情况进行比较分析,发现直接降雪日地面及高空各层  $\leq 0^\circ\text{C}$  的百分比比较所有降雪日的均增大了 1% 以上,而  $T_{地面} \leq 1^\circ\text{C}$  的百分比减小了 1%。尤其是  $T_{850} \leq -4^\circ\text{C}$  的日数百分比达到 94%,较所有降雪日高 4%,其次是  $T_{925} \leq -3^\circ\text{C}$  的百分比也明显提高了。这说明直接降雪要求各层的温度更低,在各层温度低的情况下,容易满足降雪温度阈值条件,可以直接判别为降雪。

表 3 1999—2011 年对应各层温度阈值直接降雪个例所占的百分率(单位:%)

Table 3 Percentages of pure snowfall cases in each levels for different temperature thresholds from 1999 to 2011 (unit:%)

温度/℃	≤-5	≤-4	≤-3	≤-2	≤0	≤1	≥2	≥3
$T_{850}$	89	94	97	99	100	100	0	0
$T_{925}$	82	86	93	97	100	100	0	0
$T_{1000}$	50	58	68	75	92	97	3	0
$T_{地面}$	38	41	49	59	81	91	8	2

### 3.3 雨雪转换的温度特征

40 次雨雪转换过程中,包括 36 次雨转雪和 4 次雪转雨过程,其中有 10 次过程产生雨夹雪,5 次过程有冰粒。这种有雨雪相态转换和直接降雪的过程在温度场上有什么差异?在相态转换前后,各层温度是怎样变化的?以下做统计分析。

#### 3.3.1 降雨

表 4 给出了雨转雪之前降雨的各层温度特征。降水形态为雨时,对应 850 和 925 hPa 的各温度阈值降雨个例所占比例一般不超过 70%,有 18% 的日数  $T_{850} \leq -5^\circ\text{C}$ ,  $T_{850} \leq -4^\circ\text{C}$  的日数占 34%;  $T_{925} \leq -2^\circ\text{C}$  的日数占总数的 24%,有 45% 的日数  $T_{925} \geq 1^\circ\text{C}$ ; 92% 的日数  $T_{1000} \geq 1^\circ\text{C}$ , 83% 的日数  $T_{1000} \geq$

$2^\circ\text{C}$ ;  $T_{地面} \geq 1^\circ\text{C}$  的日数占 87%, 74% 的日数  $T_{地面} \geq 2^\circ\text{C}$ 。这说明在雨雪转换过程中,近地面层的温度对降雨的指示性较好,  $T_{1000} \geq 1^\circ\text{C}$  降雨可能性大,可作为降雨温度阈值指标,其次是地面温度,一般  $T_{地面} \geq 2^\circ\text{C}$  为降雨。相比之下,在雨雪转换过程中,  $T_{850}$

表 4 1999—2011 年雨雪转换过程中对应各层温度降雨个例所占百分率(单位:%)

Table 4 Percentages of rainfall cases in each levels for different temperatures thresholds during the conversion of precipitation types from 1999 to 2011 (unit:%)

温度/℃	≤-5	≤-4	≤-2	≤0	≥1	≥2	≥3
$T_{850}$	18	34	53	71	29	11	8
$T_{925}$	3	8	24	55	45	32	18
$T_{1000}$	0	0	3	8	92	83	76
$T_{地面}$	0	0	0	13	87	74	67

$\leq -4^{\circ}\text{C}$  和  $T_{925} \leq -2^{\circ}\text{C}$  温度条件下产生降雨的可能性仍较大,因此通常将这两个温度值作为雨雪转换的阈值指标并不可靠,850 和 925 hPa 两个层次的温度对于相态没有明显指示性。

进一步分析  $T_{850} \leq -5^{\circ}\text{C}$  仍然产生降雨的 8 个个例的低层温度。发现有 5 例的 925 hPa 温度低于  $-2^{\circ}\text{C}$ ,1000 hPa 和地面的温度较高,其中 1000 hPa 温度均在  $3^{\circ}\text{C}$  以上,有 6 例地面温度在  $3\sim 4^{\circ}\text{C}$  之间,2 例分别为 0 和  $2^{\circ}\text{C}$ 。这表明,虽然 850 和 925 hPa 的温度达到一般降雪温度的阈值,但雪晶或冰晶下落至 925 hPa 以下时,由于 1000 hPa 温度高,雪晶或冰晶融化无法到达近地面,因而产生降雨。可见 1000 hPa 的温度对于降水相态有关键影响,应作为雨雪转换过程相态预报的重要因素。

### 3.3.2 降雪

转雪时各层温度特征可从表 5 中获得。雨雪转换日中有 68% 的个例  $T_{850} \leq -4^{\circ}\text{C}$ ,82% 的个例  $T_{925} \leq -2^{\circ}\text{C}$ ,84% 的个例  $T_{1000} \leq 0^{\circ}\text{C}$ ,90% 的个例  $T_{\text{地面}} \leq 1^{\circ}\text{C}$ 。由此可见,只有近地面层温度显示出明显特点,即转雪时一般  $T_{1000} \leq 0^{\circ}\text{C}$ , $T_{\text{地面}} \leq 1^{\circ}\text{C}$ ,对相态识别有参考价值。雨雪转换过程中 850 和 925 hPa 温

度的温度阈值指标所占比例明显小于直接降雪,说明这两层温度对转雪也没有显著指示性,仅单层的高空温度似乎无法作为雨转雪的判据。

三个转雪后不满足  $T_{\text{地面}} \leq 1^{\circ}\text{C}$  的个例均发生在青岛。925 hPa 以上的温度都低于  $-5^{\circ}\text{C}$ , $T_{1000} \leq -1^{\circ}\text{C}$ ,说明  $0^{\circ}\text{C}$  层的高度已接近地面,雪在降落至近地面时不会融化。这同时说明了如果地面的温度较高,产生降雪的必要条件是 1000 hPa 的温度低于  $0^{\circ}\text{C}$ 。

### 3.3.3 雨夹雪

济南和青岛的 10 次有雨夹雪的降雪过程中,有 7 次为雨转雨夹雪,2 次为雪转雨夹雪,1 次为雨夹雪转雪。可见雨夹雪发生在有雨雪相态转换的降水过程中,不会单独出现。从发生地域来看,青岛出现 9 次,济南仅 1 次,这可能与青岛位置更偏南且地处沿海有关,青岛更易受南方系统影响温度较高导致出现雨夹雪。

青岛有 4 次雨夹雪正好发生在 08 或 20 时(表 6)。统计发现这几个个例的共同特征为:产生雨夹雪时,1000 hPa 和地面的温度在  $1\sim 2^{\circ}\text{C}$ ;有 3 次过程的  $0^{\circ}\text{C}$  层高度在 1000 和 925 hPa 之间,1 次过程高于 925 hPa,这表明雨夹雪的低层温度基本介于降雨和降雪之间。更高层次的温度差异较大,如 2000 年 1 月 22 日和 2002 年 3 月 5 日 850 hPa 的温度分别为  $-7$  和  $-6^{\circ}\text{C}$ ,925 hPa 分别为  $-3$  和  $-2^{\circ}\text{C}$ ,和降雪的温度类似,而 2001 年 11 月 10 日 850 hPa 的温度却为  $-1^{\circ}\text{C}$ ,接近于降雨的温度。这 4 次雨夹雪个例的 850 hPa 温度似乎与经验预报指标( $-3\sim -2^{\circ}\text{C}$ )有差异。由于统计的样本少,可能不具有普适性,但也说明了雨夹雪在温度场上的复杂,单纯依靠某一层

表 5 1999—2011 年雨雪转换过程中对应

各层温度阈值降雪个例所占的百分率(单位:%)

Table 5 Percentages of snowfall cases in each levels

for different temperatures thresholds during the conversion of precipitation types from 1999 to 2011 (unit:%)

温度/ $^{\circ}\text{C}$	$\leq -4$	$\leq -3$	$\leq -2$	$\leq -1$	$\leq 0$	$\leq 1$	$\geq 2$
$T_{850}$	68	74	92	95	100	100	0
$T_{925}$	47	63	82	95	100	100	0
$T_{1000}$	11	24	38	59	84	97	3
$T_{\text{地面}}$	0	5	10	15	59	90	10

表 6 1999—2011 年青岛雨夹雪的各层温度(单位: $^{\circ}\text{C}$ )

Table 6 Temperatures of different levels for sleet in Qingdao from 1999 to 2011 (unit: $^{\circ}\text{C}$ )

日期/年月日	$T_{850}$	$T_{925}$	$T_{1000}$	$T_{\text{地面}}$	降水时间
20000122	-7	-3	2	1(05 时),3(08 时)	02 时直接降雪,05 时转雨夹雪至 08 时,11 时转雨
20001110	-1	1	1	2	08 时雨转雨夹雪,11 时转雪
20020305	-6	-2	1	1(08 时),2(11 时)	05 时雨转雪,08 时转雨夹雪至 11 时,14 时转雨
20100304	-3	-1	0	1	05 时直接降雪,08 时转雨夹雪

的温度不能断定是否产生雨夹雪。

### 3.3.4 冰粒

冰粒是由直径小于 5 mm 的透明或半透明的丸状或不规则状的冰粒子组成的较硬的固态降水,是冻结的雨滴或大部分融化后再冻结的雪团,或是包在薄冰壳里的霰。一般认为冰粒概念模式遵循“冰

晶层-暖层-冷层”,在中国东部中层暖层主要处在 700~850 hPa,冷层的平均最低气温在  $-4^{\circ}\text{C}$  附近(漆梁波等,2012)。由于温度层结的复杂性,冷暖层高度相对厚薄都影响到是否能形成冰粒(Pierre, 2000;John et al, 1995),因此准确识别冰粒是不容易的。本文试图利用有限的个例寻找山东冰粒温度

场的基本特征。

1999—2011 年间,济南和青岛有记录的冰粒过程为 5 次,其中济南 4 次。与雨夹雪类似,山东冰粒也出现在有雨雪相态转换的过程中,为雨雪转换时的过渡状态。因其通常持续时间短,不易被观测到。分析 4 次冰粒正好发生在有探空时次的降雪过程。发现冰粒过程发生在对流层中层西南暖湿气流强盛的环流形势下,700 hPa 以下的温度均  $\geq -4^{\circ}\text{C}$ 。700 hPa 的温度较高,在  $-3\sim-1^{\circ}\text{C}$  之间,远远高于降雪时 700 hPa 的温度(一般低于  $-6^{\circ}\text{C}$ ),这是冰粒在温度场上最为显著的特征。4 次过程 850 hPa 温度差别不大,在  $-4\sim 0^{\circ}\text{C}$  之间。而 925 hPa 以下特征不明显,有的过程接近于降雨,如有两次 925 hPa 以下的温度大于  $1^{\circ}\text{C}$ ,1000 hPa 至地面的温度在  $2\sim 3^{\circ}\text{C}$ ,而有的过程与降雪类似,两次地面温度为  $0^{\circ}\text{C}$ 。因此,从本文的个例来看,判别冰粒可主要参考 700 hPa 暖层的温度,其次为 850 hPa。

### 3.3.5 雨雪转换前后的 $0^{\circ}\text{C}$ 层高度

冰晶、雪晶等固态降水粒子在温度为零下的云中形成,当固态粒子从高空降落,如果降到近地面层不融化则降水形式为雪,否则为雨,而能否融化取决于近地面层的温度。因此,迈克尔·阿拉贝(2006)认为,雪的形成要求云层下面 1000 英尺(300 m)大气层的温度不能高于冰点。按照他的观点,雨雪转换过程的相态最需要关注的是  $0^{\circ}\text{C}$  层高度。分析济南和青岛 40 次雨雪转换前后降雨和降雪的  $0^{\circ}\text{C}$  层高度,发现降雨时,有 18 例  $0^{\circ}\text{C}$  层高度  $> 925$  hPa,占总数的 45%,55% 的个例  $0^{\circ}\text{C}$  层高度在 1000~925 hPa 之间,接近于 925 hPa。转雪时, $0^{\circ}\text{C}$  层高度  $\leq 1000$  hPa 的有 34 例,占总数的 85%,其余个例的  $0^{\circ}\text{C}$  层高度在 1000~925 hPa 之间,接近于 1000 hPa。可见,由降雨向降雪转换的过程中, $0^{\circ}\text{C}$  层的高度明显降低了,降雪时的  $0^{\circ}\text{C}$  层高度多降至 1000 hPa 以下,而降雨的  $0^{\circ}\text{C}$  层高度则高于 925 hPa 或在 925 hPa 上下。如果转换为特性层温度,当  $T_{925} > 0^{\circ}\text{C}$  时,为降雨,当  $T_{1000} \leq 0^{\circ}\text{C}$  时,雨转雪。

但是,当  $0^{\circ}\text{C}$  层高度在 1000~925 hPa 之间时,即  $T_{1000} > 0^{\circ}\text{C}$  且  $T_{925} < 0^{\circ}\text{C}$  时,可产生降雪,也可以产生降雨,那么在这种情况下,如何判别降雨和降雪呢?进一步分析此类个例的温度场,发现两者 1000 hPa 以下温度有明显差别。即降雨时, $T_{1000}$  和  $T_{\text{地面}}$  至少有一层  $\geq 3^{\circ}\text{C}$ ,而降雪时  $T_{1000}$  和  $T_{\text{地面}}$  均在  $0\sim 1^{\circ}\text{C}$  之间。

从以上 40 个个例的统计结果可以看出,对于有相态转换的降雪过程,925 hPa 以下至地面的温度最为关键。这个结果与一些雨雪转换的个例分析基本一致(许爱华等,2006;张立等,2010),通过数值模拟也得到证实(周雪松等,2008)。如果使用特定层温度作为预报指标,将 925 hPa 以下各层与地面的温度结合起来判别雨雪相态转换,较使用单一特性层温度更为可靠。当各层温度满足以下条件之一为降雨:(1)  $T_{925} > 0^{\circ}\text{C}$ ; (2)  $T_{1000} > 0^{\circ}\text{C}$  且  $T_{925} < 0^{\circ}\text{C}$  时,同时  $T_{1000}$  和  $T_{\text{地面}}$  至少有一层  $\geq 3^{\circ}\text{C}$ 。当各层温度满足以下条件之一时转为降雪:(1)  $T_{1000} \leq 0^{\circ}\text{C}$ ; (2)  $T_{1000} > 0^{\circ}\text{C}$  且  $T_{925} < 0^{\circ}\text{C}$  时,同时  $T_{1000}$  和  $T_{\text{地面}}$  的温度均在  $0\sim 1^{\circ}\text{C}$  之间。

## 4 结 论

通过对山东 13 年 220 次冬半年降水过程相态的统计分析,发现降水相态与影响系统有关,有无降水相态变化降雪过程的相态温度阈值不同,各层温度相结合有助于相态识别。主要结论:

(1) 冬半年降水相态与影响系统有关,不同量级的降雪相态差异很大。所有暴雪和大部分大雪过程都存在相态变化,中雪以下的一般性降雪过程以直接降雪为主,较少涉及相态转换。在大雪以上强降雪的影响系统中,江淮气旋暴雪和大部分回流大雪存在雨雪转换;切变线(低涡)大雪以直接降雪为主;低槽冷锋和黄河气旋大雪直接降雪和雨雪转换的比例相当。中雪以下降雪的影响系统中,回流形势均产生直接降雪,低槽冷锋、黄河气旋和切变线(低涡)多为直接降雪。

(2) 降雪的各层温度消空条件为:  $T_{850} > 0^{\circ}\text{C}$ ,  $T_{925} > 0^{\circ}\text{C}$ ,  $T_{1000} > 2^{\circ}\text{C}$  或  $T_{\text{地面}} > 3^{\circ}\text{C}$ 。

(3) 无相态转换的直接降雪过程一般发生在温度较低、垂直变化单一的条件下,850 hPa 以下各层均有明显降雪温度阈值:  $T_{850} \leq -4^{\circ}\text{C}$ ,  $T_{925} \leq -3^{\circ}\text{C}$ ,  $T_{1000} \leq 0^{\circ}\text{C}$  或  $T_{\text{地面}} \leq 1^{\circ}\text{C}$ 。

(4) 济南的雨雪转换过程主要发生在 2 和 11 月,青岛则多在 1 和 3 月。在雨雪转换过程中,850 和 925 hPa 的温度对于相态变化没有明显指示性,1000 hPa 以下的温度最为关键。将 925 hPa 以下各层与地面的温度结合起来判别雨雪相态转换,较使用单一特性层温度更为可靠。当各层温度满足以下条件之一为降雨:  $T_{925} > 0^{\circ}\text{C}$ ;  $T_{1000} \geq 1^{\circ}\text{C}$ ;  $T_{\text{地面}} \geq$

$2^{\circ}\text{C}$ ;  $T_{1000} > 0^{\circ}\text{C}$  且  $T_{925} < 0^{\circ}\text{C}$ , 同时  $T_{1000}$  和  $T_{\text{地面}}$  至少有一层  $\geq 3^{\circ}\text{C}$ 。当各层温度满足以下条件之一为雨转雪:  $T_{1000} \leq 0^{\circ}\text{C}$ ;  $T_{1000} > 0^{\circ}\text{C}$  且  $T_{925} < 0^{\circ}\text{C}$ , 同时  $T_{1000}$  和  $T_{\text{地面}}$  均在  $0 \sim 1^{\circ}\text{C}$  之间。

(5)  $0^{\circ}\text{C}$  层高度可用于雨雪转换指标: 降雨时  $0^{\circ}\text{C}$  层高于 925 hPa 或在 925 hPa 上下, 当  $0^{\circ}\text{C}$  层的高度降至 1000 hPa 上下时转为降雪。

(6) 雨夹雪和冰粒发生在有雨雪相态转换的降水过程中, 不会单独出现。产生雨夹雪时,  $T_{1000}$  和  $T_{\text{地面}}$  为  $1 \sim 2^{\circ}\text{C}$ ,  $0^{\circ}\text{C}$  层高度多在 1000 ~ 925 hPa, 其特征介于降雪和降雨之间, 但 850 hPa 的温度差异较大, 有的具有降雪特征, 有的接近降雨。冰粒在温度场上的显著特征为 700 hPa 的温度较高, 在  $-3 \sim -1^{\circ}\text{C}$  之间。

总之, 冬半年降水相态预报应综合考虑影响系统和各特性层温度等因素。其预报着眼点为, 首先分析天气形势及其配置, 确定影响系统, 以初步判断是否会出现相态转换; 然后综合分析对流层低层各层温度识别降水相态, 对于有相态转换的过程重点关注 1000 hPa 至地面的温度, 尤其是在江淮气旋和回流形势两种系统影响下。

## 参考文献

曹钢锋, 张善君, 朱官忠, 等. 1988. 山东天气分析与预报. 北京: 气象出版社, 222-223.

侯瑞钦, 张迎新, 范俊红, 等. 2011. 2009 年深秋河北省特大暴雪天气成因分析. 气象, 37(11): 1352-1359.

李江波, 李根娥, 裴雨杰, 等. 2009. 一次春季强寒潮的降水相态变化分析. 气象, 35(7): 87-94.

李青春, 程丛兰, 高华, 等. 2011. 北京一次冬季回流暴雪天气过程的

数值分析. 气象, 37(11): 1380-1388.

迈克尔·阿拉贝著, 戴东新译. 2006. 雪暴. 上海: 上海科学技术文献出版社, 94-95.

漆梁波, 张瑛. 2012. 中国东部地区冬季降水相态的识别判据研究. 气象, 38(1): 96-102.

孙欣, 蔡芴宁, 陈传雷, 等. 2011. “070304” 东北特大暴雪的分析. 气象, 37(7): 863-870.

许爱华, 乔林, 詹丰兴, 等. 2006. 2005 年 3 月一次寒潮天气过程的诊断分析. 气象, 32(3): 49-55.

张立, 王晖, 张志鹏. 2010. 东营一次初冬寒潮天气的降水相态分析. 山东气象, 30(3): 15-18.

郑婧, 许爱华, 刘波, 等. 2010. 江西大雪天气的时空变化及其影响系统分析. 气象, 36(4): 30-36.

周雪松, 谈哲敏. 2008. 华北回流暴雪发展机理个例研究. 气象, 34(1): 18-26.

Bocchieri J R. 1980. The objective use of upper air sounding to specify precipitation type. Mon Wea Rev, 108(5): 596-603.

Czys R R, Scott R W, Tang K C, et al. 1996. A physically based on nondimensional parameter for discriminating between locations of freezing rain and ice pellets. Wea Forecasting, 11(4): 591-598.

Huffman G J, and Norman G A. 1988. The supercooled warm rain process and the specification of freezing precipitation. Mon Wea Rev, 116(11): 2172-2182.

John M, Stewart E. 1995. The mesoscale and microscale structure of a severe ice pellet storm. Mon Wea Rev, 123(11): 3144-3162.

Joseph R B. 1980. The objective use of upper air soundings to specify precipitation type. Mon Wea Rev, 108(5): 596-603.

Paul O, Heppner G. 1992. Snow versus Rain: Looking beyond the “Magic” Number. Wea Forecasting, 7(4): 683-691.

Pierre B. 2000. A method to determine precipitation types. Wea Forecasting, 15(5): 583-592.